大气科学学报 2023年 第46卷 第4期:615-629 资料同化与天气预报
TRANSACTIONS OF ATMOSPHERIC SCIENCES http://dqkxxb.cnjournals.org

热带气旋潜在生成指数的对比分析及其在西北太平洋的改进

陈春[①②],陶丽[①③*]
① 南京信息工程大学 大气科学学院,江苏 南京 210044;
② 海南省气象信息中心,海南 海口 570100;
③ 南京信息工程大学 气象灾害教育部重点实验室,江苏 南京 210044
*联系人,E-mail:taoli@nuist.edu.cn

2021-01-30收稿,2021-04-12接受
国家自然科学基金重点资助项目(42230105);国家重点研发计划项目(2016YFA0600402)

摘要 本研究评估了现有热带气旋(Tropical Cyclone,TC)潜在生成指数(Genesis Potential Indice,GPI)对北大西洋和西北太平洋热带气旋生成频数(TC Genesis Frequency,TCGF)时空特征的表征能力。结果表明,现阶段使用的GPIs能较好地再现两个海盆TCGF的空间分布和季节循环特征,以及北大西洋TCGF的年际变化,但几乎不能模拟西太平洋TCGF年际时间尺度上的变化。利用美国联合飓风警报中心(Joint Typhoon Warming Center,JTWC)提供的1979—2017年热带气旋最佳路径数据集和ERA-Interim再分析数据,对西北太平洋GPI进行了改进。考虑到相对涡度在西北太平洋对热带气旋生成的重要作用,将绝对涡度分离为相对涡度和地转涡度(f),移除相对湿度,使用多元线性回归的方法构建了GPI_{WNP}。与现有GPIs相比,改进后的GPI_{WNP}不仅对西北太平洋TCGF的空间分布和季节循环有较好的模拟能力,并且可以再现其年际变化特征。

关键词
热带气旋;
潜在生成指数;
年际变化;
西北太平洋

热带气旋是发生在热带海洋上的一种具有暖心结构的强烈气旋性涡旋。在目前的气候条件下,热带气旋多生成于海温高于26.5 ℃的热带洋面。西北太平洋是全球热带气旋活动最为频繁的海域,且存在明显的年际和年代际变化(Chan,2005;谢洁宏等,2021)。许多研究表明,TC的发展、路径和强度等与生成位置的大尺度环境场密切相关(Emanuel,1987;Wu and Wang,2008;陶丽等,2012;周伟灿等,2015,2022;霍利微等,2016;游立军等,2019)。因此,深入研究大尺度环境场对TC生成的作用具有重要意义(Ritchie and Holland,1999)。为了捕捉TCGF的季节变化,Gray(1975)利用低层相对涡度、科氏参数、垂直风切变、海洋热能、地面至500 hPa的水汽稳定度及对流层中层相对湿度等6个物理参数,提出了TCGF的季节生成指数(Seasonal Genesis Parameter,SGP)。SGP包括三个动力学参数和三个热力学参数,它们也是热带气旋生成的必要条件(Gray,1968)。尽管SGP可以较好地拟合TC活动的季节和空间分布特征(Gray,1975,1979),但其在再现太平洋的TCGF的年际变化方面存在较大偏差(Watterson et al.,1995;Menkes et al.,2012)。Royer et al.(1998)用大气环流模式中的对流降水代替热力因子,构造了CYGP(Convective Yearly Genesis Parameter)指数(GPI_{CY}),Caron and Jones(2008)对比了上述两个指数后认为,尽管两个指数都能捕捉TC生成的主要区域,但GPI_{CY}更适用于全球变暖背景。

Emanuel and Nolan(2004)在SGP指数基础上,提出了一个GPI_{EN}指数,该指数使用了包括850 hPa绝对涡度、600 hPa相对湿度、最大潜在强度(Emanuel,1987;Bister and Emanuel,1998)、850和200 hPa之间的垂直风切变在内的与热带气旋生成密切

引用格式:陈春,陶丽,2023.热带气旋潜在生成指数的对比分析及其在西北太平洋的改进[J].大气科学学报,46(4):615-629.
Chen C,Tao L,2023.A comparison of tropical cyclone Genesis Potential Indices (GPIs) and a modified version for the western North Pacific[J].Trans Atmos Sci,46(4):615-629.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20210130001.(in Chinese).

相关的几个大尺度环境因子。与 SGP 相比，GPI_{EN} 主要的变化在于用最大潜在强度代替了海洋热能。Royer et al.（1998）指出，在全球变暖背景下，海表面温度持续升高，SGP 所设置的海表温度阈值可能会因气候背景的改变而变化，因此不能适用于未来气候。而 GPI_{EN} 指数可以更好地表征北大西洋热带气旋生成频数的空间特征（Camargo et al.，2007；Zhang et al.，2010；Yu et al.，2018）。Emanuel（2008）认为，影响热带气旋生成的是水汽的饱和差而并非相对湿度，因此引入湿熵亏损量代替相对湿度。Bruyère et al.（2012）发现，在拟合北大西洋 TCGF 的年际变化方面，最大潜在强度和垂直风切变比相对湿度和绝对涡度更为重要，他们提出了一个新的生成指数（Cyclone Genesis Index，CGI），该指数仅包含最大潜在强度和垂直风切变，在重现北大西洋 TCGF 的季节变化时效果较好。

Murakami and Wang（2010）发现，GPI_{EN} 所拟合的热带气旋生成位置与观测存在明显偏差，它低估了东北太平洋区域 TC 生成频数。考虑到大尺度垂直运动对热带气旋生成的重要作用，他们将 500 hPa 垂直速度纳入其中，构建了 GPI_{MW} 指数。GPI_{MW} 显著改善了模拟 TCGF 空间分布的效果，尤其是在东北太平洋拟合结果偏少的情况。Tippett et al.（2011）使用泊松回归方法，构建了 GPI_{TC} 指数，该指数使用了相对海表面温度，在季节尺度上效果十分优秀（Menkes et al.，2012）。近年，Zhang et al.（2016）利用海洋再分析资料，构建了一个针对西北太平洋的 GPI（GPI_{ZZ}），该指数仅使用海洋参数，在表征西北太平洋 TCGF 的空间分布时取得了不错的效果。

尽管已经构建了各种不同的 GPI，但有研究表明现阶段使用的大部分 GPIs 在表征 TC 生成的空间特征时比年际变化要好得多（Camargo et al.，2007；Zhang et al.，2010；Menkes et al.，2012；Yu et al.，2018）。Yu et al.（2018）指出，GPI_{EN} 可以很好地表征全球 TCGF 的空间分布和季节循环特征，但它在拟合 TCGF 年际变化方面的表现似乎高度依赖于海盆：在北大西洋表现很好，但对西北太平洋 TCGF 的年际变化拟合效果较差，因此建议根据区域气候条件改进 GPI 指数。有研究（陈联寿和丁一汇，1979；Wang and Chan，2002）指出，相比于海温，西北太平洋热带气旋的生成受低层涡度影响更大，这主要与西北太平洋季风槽有关，而北大西洋海温（以及最大潜在强度）对热带气旋生成的作用比低层涡度更重要。赵军平等（2012）考虑到影响中国南海（100° ~ 120° E，5° ~ 25° N）和菲律宾海（120° ~ 180°E，5° ~ 40°N）热带气旋生成的大尺度环境因子存在一定地域性差异，分别构建了适用于南海和菲律宾海的 GPI（GPI_{ZW}），改进后的 GPI_{ZW} 对南海和西北太平洋区域热带气旋生成的空间分布有较好的模拟能力，但在拟合 TCGF 的年际变化时表现仍然不佳。

本文利用再分析数据，根据 1979—2017 年北大西洋和西北太平洋 TCGF 评估了上述指数的表现，并在评估结果的基础上，对西北太平洋 GPI 进行改进。

1　资料和方法

本研究评估的 GPIs 主要包括 Emanuel and Nolan（2004）提出的 GPI_{EN}，Murakami and Wang（2010）提出的 GPI_{MW}，Royer et al.（1998）提出的 GPI_{CY}，Tippett et al.（2011）提出的 GPI_{TC}，赵军平等（2012）提出的 GPI_{ZW}，以及 Zhang et al.（2016）提出的 GPI_{ZZ}。公式如下：

$$GPI_{EN}=(10^5|\eta|)^{\frac{3}{2}}\left(\frac{RH}{50}\right)^3\left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3(0.1V_s+1)^{-2}。\quad(1)$$

$$GPI_{MW}=(10^5|\eta|)^{\frac{3}{2}}\left(\frac{RH}{50}\right)^3\left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3(0.1V_s+1)^{-2}\left(\frac{-\omega+0.1}{0.1}\right)。\quad(2)$$

$$GPI_{CY}=|f|I_\zeta I_s k(P_c-P_0)。\quad(3)$$

$$GPI_{TC}=\exp(b+b_\eta\eta_0+b_H RH+b_v V_s+b_T T+\log(\cos\varphi))；\quad(4)$$

$$GPI_{ZW}=\begin{cases}0.6\,|10^5\eta|^{\frac{3}{2}}\left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^2(0.1V_s+1)^{-2}\left(\frac{-\omega+0.1}{0.1}\right)^{\frac{7}{2}}，南海；\\0.04\,|10^5\eta|^{\frac{5}{2}}\left(\frac{RH}{50}\right)^{\frac{5}{2}}\left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^4\left(\frac{-\omega+0.1}{0.1}\right)^2，菲律宾海。\end{cases}\quad(5)$$

$$GPI_{ZZ}=7.4\times10^{-3}|10^5\eta_{1\,000}|^{0.9}\left(\frac{\overline{T}}{26}\right)^{7.64}\left(\frac{F}{45}\right)^{-2.73}\left(\frac{D_{26}}{80}\right)^{0.25}。\quad(6)$$

式（1）（2）（5）中：η 为 850 hPa 绝对涡度；RH 为 600 hPa 相对湿度；V_{pot} 为最大潜在强度；V_s 为 850 和 200 hPa 之间垂直风切变；ω 为 500 hPa 垂直速度。公式（3）中，f 为科氏参数（单位：10^{-5} s^{-1}）；I_ζ =

$\zeta_r\frac{f}{|f|}+5$，ζ_r为925 hPa相对涡度（单位：$10^{-6}\ s^{-1}$）；$I_s=\left(\left|\frac{\delta V}{\delta P}\right|\times\frac{1}{750}+3\right)^{-1}$，其中：$\frac{\delta V}{\delta P}$为925和200 hPa之前垂直风切变（单位：m·s^{-1}）；P_c为对流降水（单位：mm/d）；$P_0=3$（Royer and Chauvin，2009；Chauvin and Royer，2010；Menkes et al.，2012）。公式（4）中，$T=\mathrm{SST}-\overline{\mathrm{SST}}^{[20°S-20°N]}$为相对海表面温度，$\eta_0=\min(\eta,3.7)$，$\varphi$为纬度，$b=5.8$，$b_\eta=1.03$，$b_H=0.05$，$b_T=0.56$，$b_V=-0.15$。公式（6）中，$\eta_{1\,000}$为1 000 hPa绝对涡度，$\bar{T}$为海洋上部混合层平均温度，$F$为净长波辐射，$D_{26}$为26 ℃等温线深度，本研究中使用的混合层厚度定义为比5 m深度处海温低0.2 ℃时的深度。

本文使用美国联合飓风警报中心JTWC提供的热带气旋最佳路径数据集，包括热带气旋每6 h一次的经纬度和最大风速。将最大强度达到热带风暴及以上的热带气旋选取为研究对象，TC生成的位置定义为首次给出命名时的位置，将5°×5°的经纬网格点中TC生成的总数定义为TCGF（Wu and Wang，2004；Wu et al.，2005）。研究时段选取1979—2017年。

计算GPIs时使用的大气环境场资料为来自欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，ECMWF）的ERA-Interim（Berrisford et al.，2011）再分析月平均数据集。3套用于评估改进后GPI的再分析数据集分别是NCEP/NCAR再分析数据（Kalnay，1996）；来自ECMWF的ERA5数据集（Hersbach et al.，2020）；来自日本气象厅的JRA-55数据集（Kobayashi et al.，2015）。使用的变量主要包括：相对涡度，水平风场，相对湿度，垂直速度，海平面气压，净长波辐射，高低空各层温度和绝对湿度，对流降水等。海表面温度数据为来自Hadley中心的全球逐月平均再分析海温数据（HadISST；Rayner et al.，2003）。海洋温度来自EN4海洋数据（EN4.2.1；Good et al.，2013）。

文中涉及时间相关系数检验采用双侧t统计量检验方法，显著性水平取$\alpha=0.05$。

使用季节EOF方法（Wang and An，2005）获取1979—2017年太平洋（90°E～70°W，40°S～40°N）海温距平年际变化第一模态的标准化时间序列，将其定义为ENSO指数（谢佩妍等，2018），并选取大于1个标准差的6个El Ninño发展年，分别为1982、1987、1991、1997、2009和2015年；以及小于−1个标准差的7个La Ninña发展年，分别为1984、1988、1998、1999、2007、2010和2011年。

2 现有GPI在北大西洋和西北太平洋的评估

我们将分别评估现有GPIs在模拟北大西洋和西北太平洋TCGF的空间分布、季节循环和年际变化时的表现。

2.1 北大西洋

图1为1979—2017年北大西洋TCGF的季节循环、7—9月空间分布以及GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{CY}和GPI_{TC}的再现能力。图1a中可以明显看出，北大西洋TC主要活跃期为8—10月，其中9月生成的数量最多，GPI_{EN}、GPI_{MW}和GPI_{CY}均能较好地反映TCGF的季节循环特征，且与观测数据的相关系数达到0.96，而GPI_{TC}的峰值则落在了8月，这一点与观测结果有所差别，相关系数为0.95。

如图1b所示，7—9月大部分热带气旋生成于5°～35°N之间的墨西哥湾、佛罗里达东侧和MDR区（Main Development Region；Shapiro and Goldenberg，1998）的东部（20°～65°W，10°～20°N）。GPI_{EN}、GPI_{MW}和GPI_{TC}的空间分布较相似，都能较好地反映墨西哥湾和东太平洋地区TCGF的大值区，但低估了MDR东部TC的生成情况（图1c—f），三者与TCGF的相关系数分别为0.57、0.51和0.53。而GPI_{CY}在佛罗里达半岛东北部有一个虚假的大值中心，墨西哥湾附近TC生成情况与实际也有较大差异，与TCGF的空间相关系数也仅有0.44（图1e）。

图2给出了四个GPIs在年际时间尺度上的模拟结果。总体来说，四个指数都能很好地再现北大西洋7—9月TCGF的年际变化，其中GPI_{EN}、GPI_{MW}和GPI_{TC}均可以表现出观测TCGF在2005年以前的上升趋势，与观测TCGF的年际变化相关系数分别为0.63、0.61和0.58，但GPI_{CY}在表征TCGF年际变化的能力相对弱一些，相关系数为0.40（图2a—d）。对于GPIs与TCGF时间相关系数的空间（图2e—h）分布，四个GPIs在墨西哥湾、MDR东部都有相当的区域通过置信度为95%的显著性检验，基本能很好地再现主要发展区东部TCGF的年际变化。

GPI重现TCGF年际变化的能力也常常通过对比El Niño年和La Niña年的差异来评估（Camargo

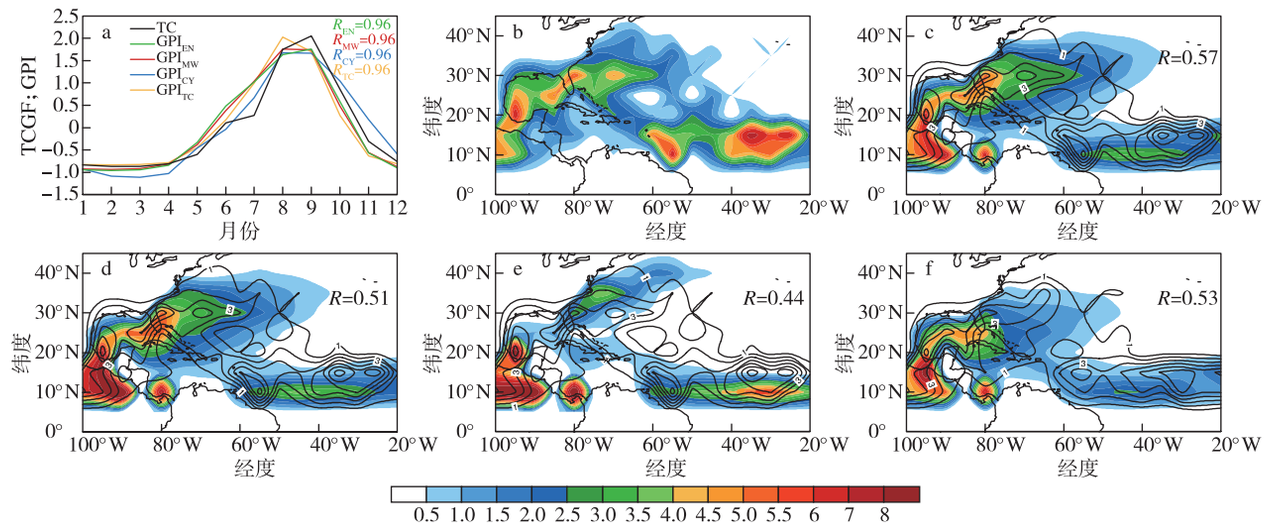

图 1　1979—2017 年北大西洋 TCGF 与 GPIs 的季节循环(a)、观测 TCGF(b)与 GPIs(c:GPI_{EN};d:GPI_{MW};e:GPI_{CY};f:GPI_{TC})的空间分布(c—f 中等值线为观测值)

Fig.1　(a) The annual cycle of TCGF and GPIs in the North Atlantic. (b) The climatological distribution of TCGF and (c—f) GPIs (c:GPI_{EN};d:GPI_{MW};e:GPI_{CY};f:GPI_{TC}). In (c)—(f), contours represent the observed TCGF as shown in (b)

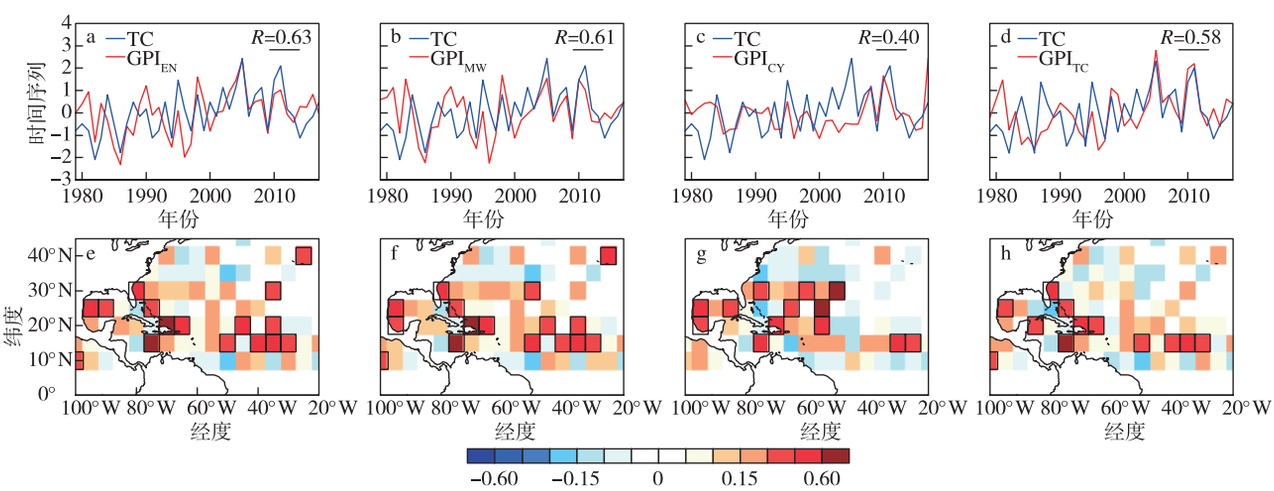

图 2　1979—2017 年北大西洋 TCGF 与 GPIs 的标准化时间序列(a—d)以及 5°×5°格点上二者时间相关系数的空间分布(e—h)(方框区域为通过 0.05 信度的显著性检验):(a、e)GPI_{EN};(b、f)GPI_{MW};(c、g)GPI_{CY};(d、h)GPI_{TC}

Fig.2　(a—d) The normalized interannual variation of TCGF and the four GPIs in the North Atlantic. (e—h) Distribution of correlation coefficients between the four GPIs and TCGF. The area framed in black exceeds the 0.05 confidence level: (a,e) GPI_{EN}; (b,f) GPI_{MW}; (c,g) GPI_{CY}; (d,h) GPI_{TC}

et al.,2007)。过去的研究表明,北大西洋 TCGF 的变化与 ENSO 指数呈负相关(Gray,1984;Shapiro,1987;Goldenberg and Shapiro,1996)。图 3 对比了 TCGF 与四种 GPIs 在 El Niño 和 La Niña 发展年的差值分布。在 El Niño 发展年,MDR 东部生成的热带气旋较少,且仅有佛罗里达东侧的一小块区域 TCGF 增多(图 3a)。GPI_{EN} 和 GPI_{MW} 都可以捕捉到 El Niño 和 La Niña 发展年 TCGF 差值的空间分布特征,尤其是墨西哥湾和 MDR 区域的负异常以及东太平洋和佛罗里达附近小范围的正异常(图 3b、c),它们与观测数据的空间相关系数分别为 0.44 和 0.42。而 GPI_{CY} 和 GPI_{TC} 效果则不太理想:GPI_{CY} 无法重现 MDR 区域的负异常中心,而 GPI_{TC} 在佛罗里达附近的正异常区域则缺失,与观测数据的空间相关系数分别为 0.42 和 0.36。

上述分析表明,尽管存在一定偏差,但四个指数均能较好的模拟出北大西洋 TCGF 的季节循环、空间分布和年际变化特征。总体来说,GPI_{EN} 和 GPI_{MW}

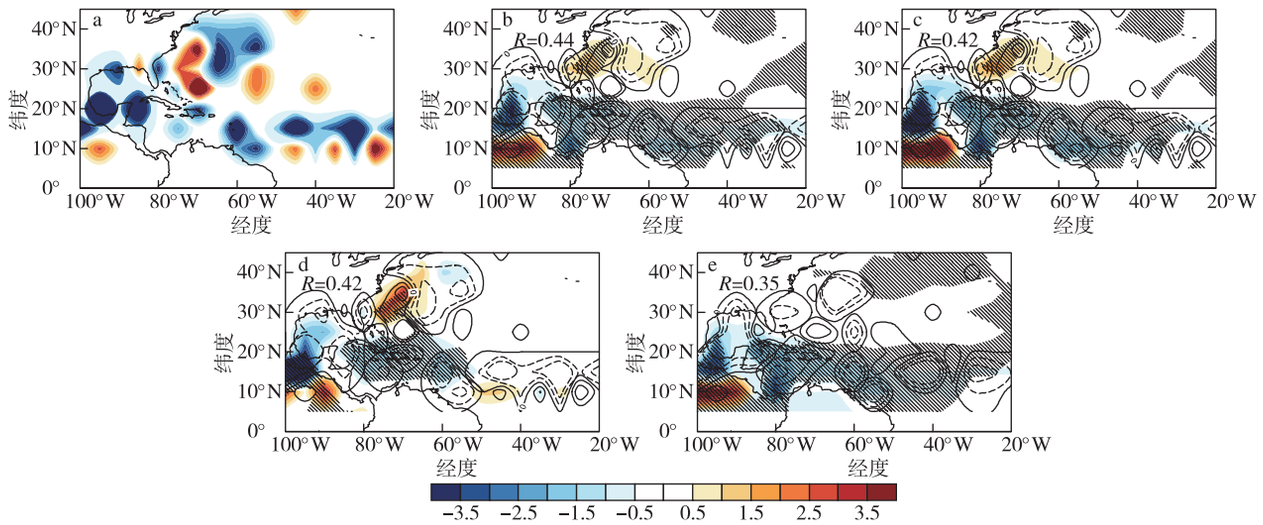

图 3　北大西洋 TCGF 与各 GPIs 模拟结果在 El Niño 发展年和 La Niña 发展年差值的空间分布（等值线为观测，阴影部分为通过信度为 0.05 的显著性检验）：(a) TCGF；(b) GPI_{EN}；(c) GPI_{MW}；(d) GPI_{CY}；(e) GPI_{TC}

Fig.3　Spatial distributions of the differences (a) TCGF, (b) GPI_{EN}, (c) GPI_{MW}, (d) GPI_{CY}, and (e) GPI_{TC} between El Niño developing years and La Niña developing years in the North Atlantic. The contours in (b), (c), (d), and (e) represent the observations as shown in (a). The gray shading exceeds the 0.05 confidence level

的表现更优于 GPI_{CY} 和 GPI_{TC}，其中 GPI_{EN} 效果最佳。

2.2　西北太平洋

图 4 给出了 1979—2017 年西北太平洋 TCGF 的季节循环、7—9 月空间分布以及 GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{CY}、GPI_{TC}、GPI_{ZW} 和 GPI_{ZZ} 的空间分布，其中 GPI_{ZW} 和 GPI_{ZZ} 仅适用于西北太平洋。如图 4a 所示，7—10 月为热带气旋活动盛期，8 月生成的热带气旋数量最多，1—3 月最少，这与前人的研究结果一致（Chan，2005；Yeh et al.，2010）。6 个指数均能很好地捕捉到西北太平洋中 TCGF 的季节循环特征（表 1），尤其是 7—9 月热带气旋活动的峰值，但仅有 GPI_{ZW} 能模拟出 6 月的相对低值。GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{CY} 和 GPI_{ZZ} 与观测数据的相关系数达到 0.97，GPI_{TC} 和 GPI_{ZW} 相关系数高达 0.98。在空间分布方面，大多数 TC 生成于 7°～30°N 之间，两个主要源地分别位于菲律宾海和南海（图 4b）。GPI_{EN}、GPI_{MW} 和 GPI_{TC} 的空间分布相似，主要缺陷在于菲律宾海的 TC 中心向东偏移（图 4c—f）。。GPI_{ZW} 的模拟效果是所有 6 个指数中最好的，它准确模拟出了菲律宾海和中国南海的 TCGF 中心，位置几乎没有

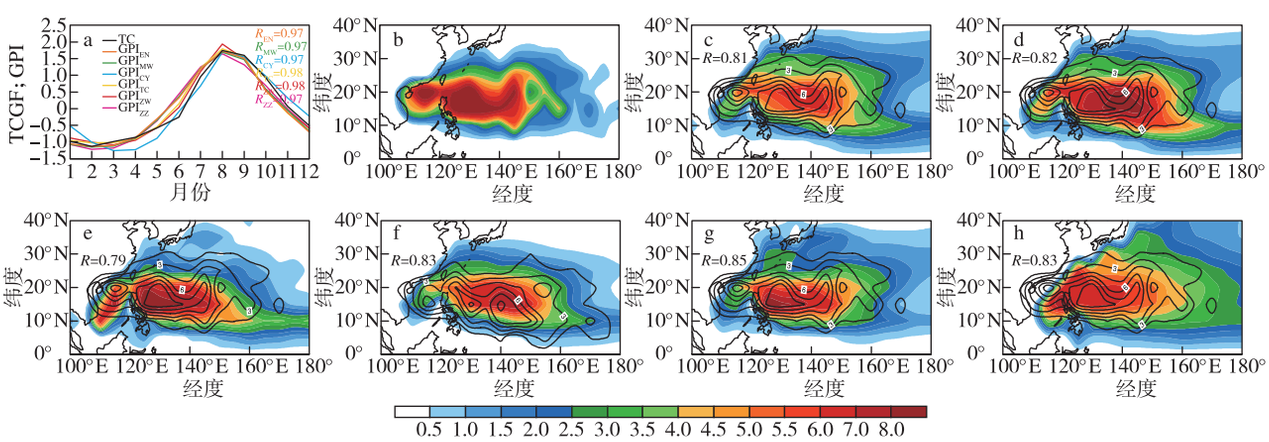

图 4　1979—2017 年西北太平洋 TCGF 与 GPIs 的季节循环（a）、观测 TCGF（b）与 GPIs（c：GPI_{EN}；d：GPI_{MW}；e：GPI_{CY}；f：GPI_{TC}；g：GPI_{ZW}；h：GPI_{ZZ}；等值线为观测）的空间分布

Fig.4　(a) The annual cycle of TCGF and GPIs in the WNP. The climatological distribution of (b) TCGF and (c–h) GPIs (c: GPI_{EN}; d: GPI_{MW}; e: GPI_{CY}; f: GPI_{TC}; g: GPI_{ZW}; h: GPI_{ZZ}). In (c) to (h), contours represent the observed TCGF as shown in (b)

表 1　各种 GPIs 及 GPI_{WNP} 一览

Table 1　List of seven GPI indices and the modified new GPI (GPI_{WNP}) specifically for the WNP

指数	参考文献	主要参数	北大西洋			西北太平洋		
			空间相关系数	时间相关系数	季节相关系数	空间相关系数	时间相关系数	季节相关系数
GPI_{EN}	Emanuel and Nolan (2004)	η, RH, V_{pot}, V_s	0.57	0.63	0.96	0.81	0.02	0.97
GPI_{MW}	Murakami and Wang (2010)	$\eta, RH, V_{pot}, V_s, \omega$	0.51	0.61	0.96	0.82	−0.01	0.97
GPI_{CY}	Royer et al.(1998)	f, ζ, V_s, P_c	0.44	0.40	0.96	0.79	0.24	0.97
GPI_{TC}	Tippett et al.(2011)	$\eta, RH, V_s, T, \varphi$	0.53	0.58	0.95	0.83	−0.04	0.98
GPI_{ZW}	Zhao et al.(2011)	$\eta, RH, V_{pot}, V_s, \omega$				0.85	0.12	0.98
GPI_{ZZ}	Zhang et al.(2016)	$\eta, \bar{T}, F, D_{26}$				0.83	−0.01	0.97
GPI_{WM}	Wang and Murakami (2020)	V_s, ω, η, U_y				0.88	0.25	0.99
GPI_{WNP}	本文	$\zeta, V_{pot}, V_s, \omega, f$				0.75	0.41	0.98

偏移(图 4g)。GPI_{CY} 的也可以捕捉到两个热带气旋中心,但南海的中心位置略微偏南(图 4e)。六种 GPIs 与观测数据的空间相关系数均达到 0.79 以上,模拟西北太平洋 TC 生成位置空间分布的能力远高于北大西洋。

图 5 对比了各 GPIs 在年际时间尺度上的模拟结果。各指数与观测 TCGF 的时间相关系分别为:GPI_{EN} 为 0.02,GPI_{MW} 为 −0.01,GPI_{TC} 为 0.04,GPI_{ZZ} 为 −0.01(图 5a、b、d、f,表 1),这意味着上述指数没有表征西北太平洋 TCGF 的年际变化的能力。GPI_{CY} 和 GPI_{ZW} 的模拟效果相对而言略好,但相关系数也仅有 0.24 和 0.12(图 5c、e),并没有通过 0.05 的显著性检验。同时 TCGF 也表现出一定的年代际变化,1994 年之前呈上升趋势,1994 年以后呈下降趋势。然而,GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{TC} 和 GPI_{ZW} 所模拟出的先升后降的年代际变化转折年在 2002 年前后,而并非实际观测中的 1994 年,GPI_{CY} 则没有表现出明显的年代际变化。对于 GPIs 与 TCGF 时间相关系数的空间分布,GPI_{EN} 和 GPI_{MW} 的分布基本一致(图 5g、h),分别有 13 和 15 个 5°×5° 网格点通过 0.05 显著性检验;而 GPI_{ZW} 和 GPI_{CY} 通过检验的区域则略多,分别有 15 和 18 个格点(图 5k, i);GPI_{TC} 和 GPI_{ZZ} 仅有 5 和 7 个网格点通过检验。因此,上述六个指数都不能再现西北太平洋 TCGF 的年际和年代际变化,这与它们在北大西洋良好的表现形成鲜明对比。

最近,Wang and Murakami(2020)利用四个动力因子构建了 GPI_{WM}(公式 7),在表征西北太平洋全年 TCGF 的年际变化时效果较好,我们也对该指数在 7—9 月的表现进行了评估。

$$GPI_{WM} = V_S^{-1} U_y^2 \omega^3 \zeta_a^2 e^{-12} - 1.0。 \quad (7)$$

式中:$V_S = 2.0 + 0.1 \left| V_{200} - V_{850} \right|$ 表示 850 和 200 hPa 之间垂直风切变;$U_y = 5.5 - \frac{\partial u_{500}}{\partial y} \times 10^5$ 为 500 hPa 纬向风的经向梯度;$\omega = 5.0 - 20 \times \omega_{500}$ 为 500 hPa 垂直运动,$\zeta_a = 5.5 + \left| (\zeta_{850} + f) \times 10^5 \right|$ 为 850 hPa 绝对涡度。此外当某格点海表面温度低于 26 ℃或位于赤道 5° 以内时,GPI_{WM} 设为 0。

图 6 给出了 GPI_{WM} 的季节循环、空间分布和年际变化,可以看出,GPI_{WM} 可以很好地模拟出西北太平洋 TCGF 的季节循环特征,与观测数据的相关系数高达 0.99(图 6a),并且可以重现 6—7 月 TCGF 迅速增长的特征。在空间上,GPI_{WM} 与观测数据的相关系数达到了 0.88,是我们评估的 GPIs 中最高的,它可以较好地模拟菲律宾海的 TC 生成中心以及南海的中心。在年际时间尺度上,与其他 GPIs 相比 GPI_{WM} 确实有所提高,但与 1979—2017 年 7—9 月平均 TCGF 的相关系数也仅有 0.25,没有通过 0.05 信度的显著性检验;而与观测 TCGF 时间相关系数的空间分布中表现较好,共有 20 个 5°×5° 网格点的区域通过 0.05 信度的显著性检验。

综合以上分析,由于现阶段广泛使用的 GPIs 在模拟西北太平洋 TCGF 的年际变化时效果远远低于北大西洋,因此有必要根据西北太平洋热带气旋生成机制的区域特征,构建或改进一个新的指数用于研究西北太平洋 TCGF 的年际变化。

3　GPI 指数改进

为了构建一个适用于西北太平洋的新 GPI 指

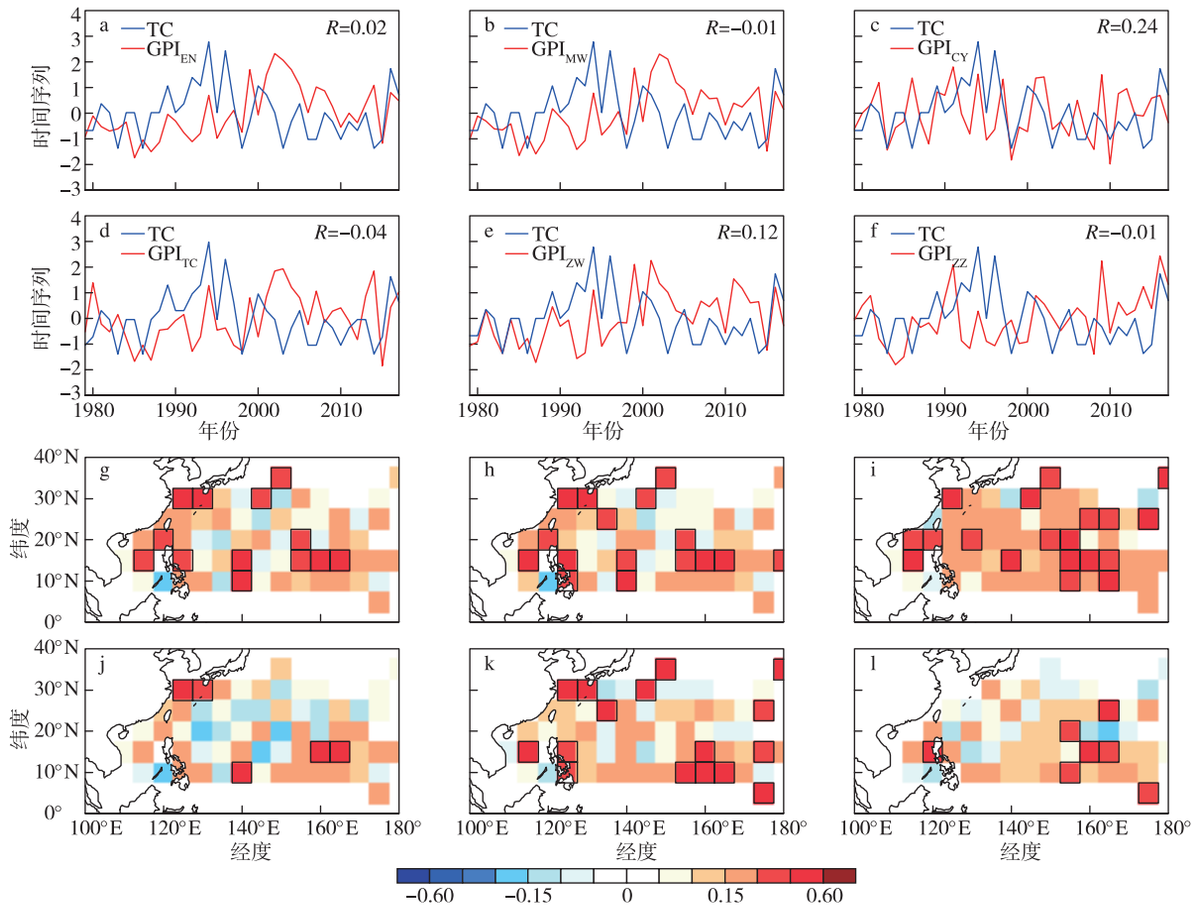

图 5　1979—2017 年西北太平洋 TCGF 与 GPIs 的标准化时间序列(a—f)，5°×5°格点上二者时间相关系数的空间分布(g—l；图中方框区域为通过 0.05 信度的显著性检验)：(a、g) GPI_{EN}；(b、h) GPI_{MW}；(c、i) GPI_{CY}；(d、j) GPI_{TC}；(e、k) GPI_{ZW}；(f、l) GPI_{ZZ}

Fig.5　(a—f) The normalized interannual variations of TCGF and the six GPIs in the WNP. (g—l) Distribution of correlation coefficients between the six GPIs and TCGF (the area framed in black exceeds the 0.05 confidence level): (a,g) GPI_{EN}; (b,h) GPI_{MW}; (c,i) GPI_{CY}; (d,j) GPI_{TC}; (e,k) GPI_{ZW}; (f,l) GPI_{ZZ}

数，我们将分析大气和海洋因子与 TCGF 的时空关系(图 7、8)。选取 850 hPa 绝对涡度(η)、600 hPa 相对湿度(RH)、最大潜在强度(V_{pot})、200 hPa 和 850 hPa 之间垂直风切变(V_s)、500 hPa 垂直速度(ω)和 850 hPa 相对涡度(ζ)。表 2 为西北太平洋 7—9月各环境因子与 TCGF 之间的空间相关系数。之所以选择 7—9 月，是因为在西北太平洋 TC 大多生成于此时(图 4a)。

表 2　7—9 月西北太平洋各环境因子与 TCGF 的空间相关系数

Table 2　TCGF and the climatological distributions of the JAS-mean parameters discussed in the text

环境因子	η	RH	V_{pot}	V_s	ω	ζ
相关系数	−0.09	0.07	0.33	−0.36	−0.30	0.33

图 7a 可以看出，绝对涡度与 TC 生成位置的相关性较差，相关系数仅有−0.09(表 2)。与绝对涡度不同，TC 主要生成于正相对涡度区(图 7f)，与 TCGF 的空间相关远高于绝对涡度，达到了 0.33(表 2)，且相对涡度与 TCGF 的年际相关性更显著(图 8a)。由于地转涡度 f 不随时间变化，绝对涡度与 TCGF 的时间相关分布与相对涡度的分布一致(图 8a)。事实上 Gray(1975)和 GPI_{CY} 也强调了低层相对涡度对 TCGF 的重要性。因此，出于空间分布和年际变化综合考虑，在新 GPI 中我们用相对涡度因子($10^5\zeta+1$)(表示为 dvor)代替现有 GPIs 中常用的绝对涡度。在相对涡度项中增加常数 1 的原因是为了确保 dvor 在整个西北太平洋中的绝大部分地区都是正的，从而我们可以使用自然对数变换进行计算。科氏参数是影响热带气旋生成的另一个重

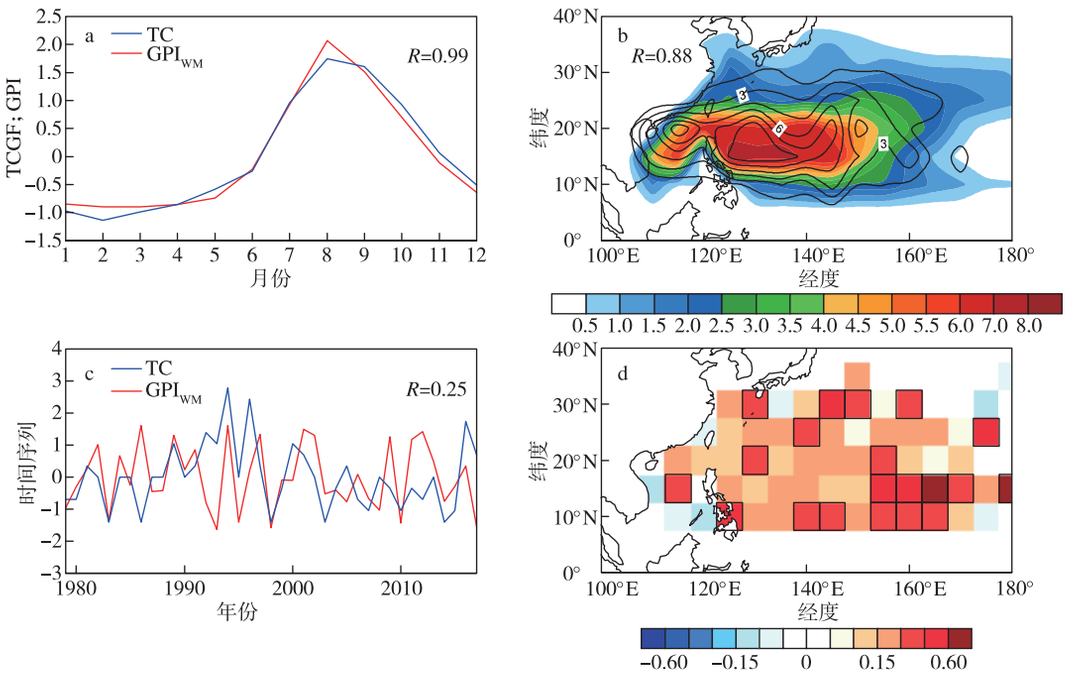

图 6　GPI$_{WM}$对西北太平洋 TCGF 的模拟结果：(a)TCGF(蓝)和 GPI$_{WM}$(红)的标准化季节循环；(b)空间分布；(c)标准化时间序列；(d)5°×5°格点二者时间相关系数的空间分布(图 d 中方框部分为通过 0.05 信度的显著性检验的区域)

Fig.6　(a) The annual cycle of TCGF (blue) and GPI$_{WM}$ (red); (b) the climatological distribution of GPI$_{WM}$ (shaded) and TCGF (contours); (c) the normalized interannual variations of TCGF (blue) and GPI$_{WM}$ (red); and (d) the distribution of correlation coefficients between GPI$_{WM}$ and TCGF in each 5°×5° grid box. The area framed in black exceeds the 0.05 confidence level

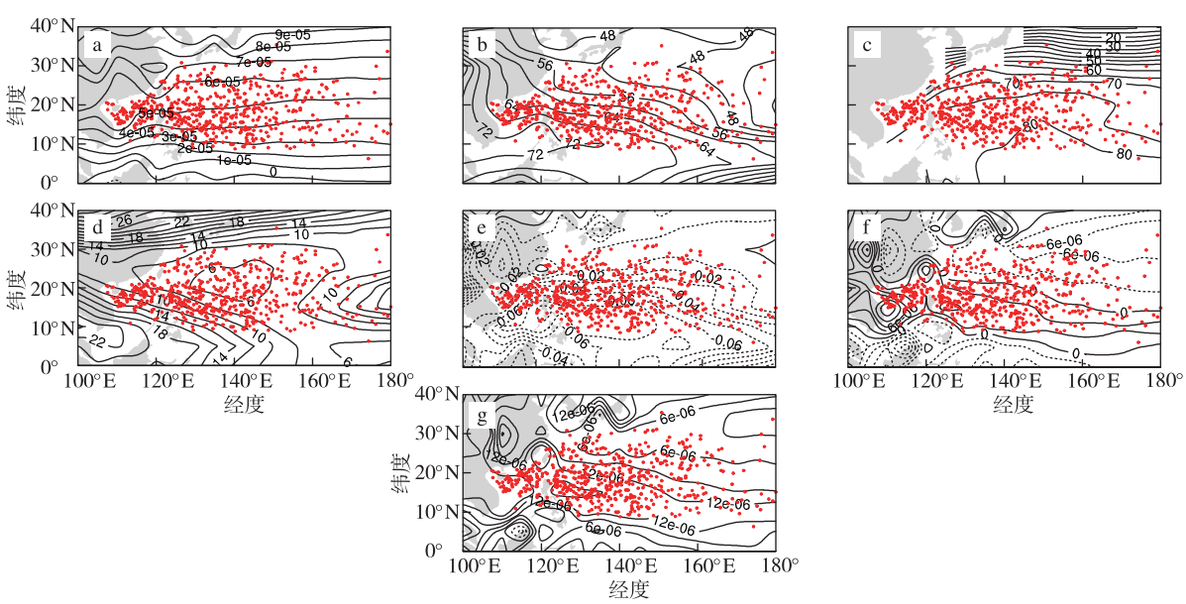

图 7　大尺度环境因子(等值线)与 TC 位置(红点)的关系：(a)850 hPa 绝对涡度；(b)600 hPa 相对湿度；(c)最大潜在强度；(d)200 和 850 hPa 之间垂直风切变；(e)500 hPa 垂直速度；(f)850 hPa 相对涡度；(g)经变换的 850 hPa 涡度

Fig.7　The distributions of large-scale atmospheric factors (contours) and TC genesis positions (red dots): (a) absolute vorticity at 850 hPa; (b) relative humidity at 600 hPa; (c) MPI; (d) vertical wind shear between 200 and 850 hPa; (e) vertical p-velocity at 500 hPa; (f) relative vorticity at 850 hPa; (g) reformed vorticity factor at 850 hPa

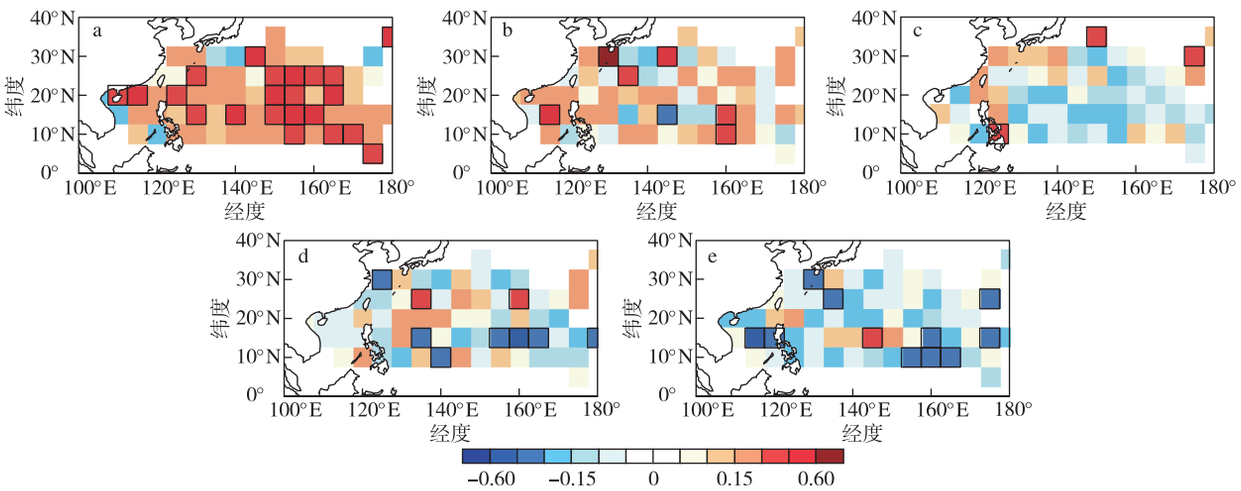

图 8　大尺度环境因子与 TCGF 的时间相关系数分布（方框区域为通过 0.05 信度的显著性检验）：（a）850 hPa 相对涡度；（b）600 hPa 相对湿度；（c）最大潜在强度；（d）200 和 850 hPa 之间垂直风切变；（e）500 hPa 垂直速度

Fig.8　The distribution of correlation coefficients between large-scale atmospheric factors and TCGF (the area framed in black exceeds the 0.05 confidence level): (a) relative vorticity at 850 hPa; (b) relative humidity at 600 hPa; (c) MPI; (d) vertical wind shear between 200 and 850 hPa; (e) vertical *p*-velocity at 500 hPa

要参数，因为在靠近赤道 4°～5°的纬度范围内很少有热带气旋生成。

在年际时间尺度上，西北太平洋大部分地区相对湿度与 TCGF 呈正相关（图 8b），但它与 TCGF 的空间相关性很差，相关系数仅为 0.07（图 7b，表 2），且 500 hPa 垂直速度之中包含了中低层相对湿度的信息，因此在构建新指数时，将移除相对湿度项，否则新指数的空间再现能力将变差。

图 7 和图 8 还给出了其他因子与 TCGF 的空间分布与年际变化关系，包括最大潜在强度、850 和 200 hPa 之间的垂直风切变及 500 hPa 垂直速度。TCGF 与上述因子的空间相关性较好，相关系数分别为：0.33、−0.36、−0.30（表 2）。在年际变化方面，垂直风切变和垂直速度与西北太平洋大部分地区的 TCGF 呈负相关（图 8d、8e），最大潜在强度在西北太平洋的某些区域呈现正相关（图 8c）。

基于以上分析，我们为西北太平洋构建一个新的 GPI。首先，GPI 可以写作：

$$y = kx_1^a x_2^b x_3^c x_4^d x_5^e。\tag{8}$$

式中：y 为 GPI；k 为常数系数；x_1 到 x_5 分别为我们选取的环境因子，即相对涡度（dvor），最大潜在强度，垂直风切变，500 hPa 垂直速度，以及科氏参数，常数 a—e 分别为各因子的权重系数。对（8）式取自然对数可得：

$$\ln y = a\ln x_1 + b\ln x_2 + c\ln x_3 + d\ln x_4 + e\ln x_5 + \ln k。\tag{9}$$

其中：$\ln x_1$ 到 $\ln x_5$ 以及 $\ln y$ 分别为 5 个因子和 GPI 经过指数变换的形式。对（9）式运用逐步回归的方法，得到权重系数 a、b、c、d、e，从而得到改进后的 $\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$，公式如下：

$$\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}} = 0.15\,(\,|10^5\zeta+1|\,)^{\frac{3}{4}}\left(\frac{V_{\mathrm{pot}}}{70}\right)(0.1V_s+1)^{-\frac{1}{2}}\left(\frac{-\omega+0.1}{0.1}\right)^{\frac{3}{2}}(10^5 f)^2。\tag{10}$$

与 $\mathrm{GPI}_{\mathrm{MW}}$ 相比，除了用 dvor 代替绝对涡度、移除相对湿度外，$\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 中相对涡度、最大潜在强度和垂直风切变项的指数系数分别由 3/2、3 和−2 降为 3/4、1 和−1/2，垂直速度和科氏参数的指数系数则由 1 和 3/2 提高到 3/2 和 2。此外，当海温低于 26.5 ℃时几乎没有热带气旋生成（Murakami and Wang，2020），因此若某格点月平均的海表面温度低于 26.5 ℃，$\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 将设为 0。我们将进一步评估 $\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 在模拟西北太平洋 TCGF 时空特征的各方面表现。

图 9 给出了 $\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 对 TCGF 的模拟情况。如图 9a 所示，$\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 在表征 8 月 TC 活动峰值时比上文分析的 6 个指数更优异，6 月也更加接近观测，与 TCGF 的相关系数为 0.98，在空间分布方面，$\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 与 TCGF 之间的相关系数达到 0.75（图 9b），其模拟的 TCGF 在菲律宾的中心略微北移，在日本东部出现了一个虚假的弱中心，这可能是由于日本东部存在明显的上升运动（图 7e）。在年际时间尺度上（图 9c 和 9d），$\mathrm{GPI}_{\mathrm{WNP}}$ 与观测到的 TCGF 的相关系数达到 0.41，通过了置信度为 95% 的显著性检验，比现阶段使用的 GPIs 有了明显的提高，通过 0.05

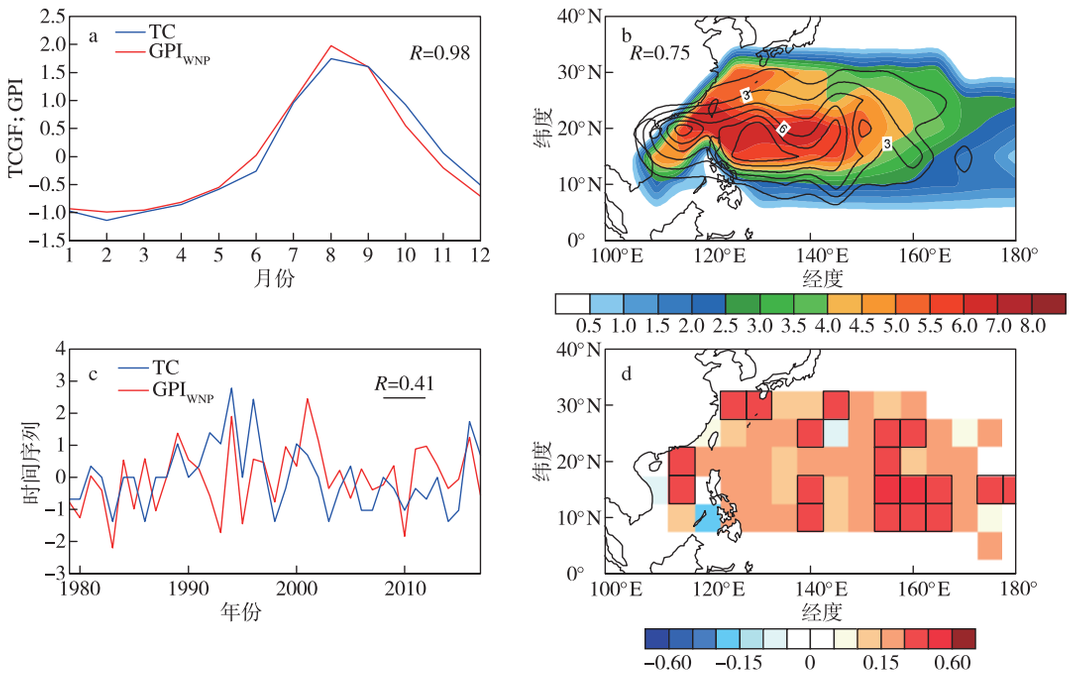

图 9　同图 6，但为 GPI_{WNP}

Fig.9　Same as Fig.6, but for GPI_{WNP}

信度的显著性检验的区域比本文分析的 6 个指数（图 5g—l）大得多，共有 19 个 5°×5°网格点。这进一步表明，与现有 GPIs 相比，GPI_{WNP}不仅能较好地再现西北太平洋 TCGF 的季节循环和空间分布，而且能更好地表征其年际变化特征。

为了确定新指数 GPI_{WNP}对数据是否存在依赖性，我们使用 NCEP、JRA-55 和 ERA5 这三套不同的再分析数据集对 GPI_{WNP}的模拟结果进行了验证。图 10 给出了使用上述三套再分析数据计算的 GPI_{WNP}的模拟结果。与实际观测数据对比后发现，在季节循环方面（图 10a），三套数据计算的 GPI_{WNP}与 TCGF 的相关系数均达到 0.98。空间分布方面，NCEP、JRA-55 和 ERA5 数据与 ERA-Interim 数据结果基本一致，与 TCGF 的相关系数分别为 0.71、0.75 和 0.74（图 10c—e）。年际变化方面，三套数据的表现能力都较好，NCEP、JRA-55 和 ERA5 数据与 TCGF 的相关系数分别为 0.45、0.51 和 0.42（图 10b）。以上结果表明，GPI_{WNP}模拟西北太平洋 TCGF 时空特征的能力并不依赖于所使用的数据集。

许多研究表明，西北太平洋 TC 活动与 ENSO 有密切联系（Chan，2000；Wang and Chan，2002；Zhao et al.，2010，2011），我们进一步分析各 GPIs 在 ENSO 尺度上的模拟结果（图 11）。与前人研究结果一致（例如，Wang and Chan，2002），El Niño 发展年期间，西北太平洋东南象限的 TCGF 高于 La Niña 发展年，而西北象限则低于 La Niña 发展年，说明 El Niño 年热带气旋倾向于在西北太平洋东部生成，而 La Niña 年则相反。现有的 GPIs 都很好地再现了 TCGF 在 El Niño 和 La Niña 发展年的差异，与观测数据的相关系数分别为：GPI_{EN}为 0.42，GPI_{MW}为 0.43，GPI_{CY}为 0.51，GPI_{TC}为 0.49，GPI_{ZW}为 0.47，GPI_{ZZ}为 0.36，GPI_{WM}为 0.52（图 11c—11i），而 GPI_{WNP}则为 0.54（图 11b）。尽管 GPI_{ZW}模拟出的西北太平洋西北部负异常中心是所有指数中最好的，但它模拟的正异常中心存在明显南移（图 11g），而 GPI_{WNP}可以准确地重现西北太平洋东南部 14°N 的正异常中心。GPI_{EN}的正异常中心从（145°E，14°N）偏移到（168°E，10°N），向东移动 18°，负异常中心从（136°E，20°N）偏移至（123°E，26°N），向西移动了 13°（图 11c）。GPI_{MW}和 GPI_{TC}的结果与 GPI_{EN}类似（图 11d、f）。GPI_{CY}和 GPI_{WM}在 ENSO 尺度上的模拟结果较为相似，正异常中心位置与观测基本一致，但西北太平洋西北部的负异常中心强度偏弱（图 11e、i）。总的来说，GPI_{WNP}在重现西北太平洋东南部 El Niño 和 La Niña 发展年 TCGF 差值的空间分布时，表现优于现有 GPIs。

4　讨论和结论

本文评估了现阶段广泛使用的 GPIs 对北大西

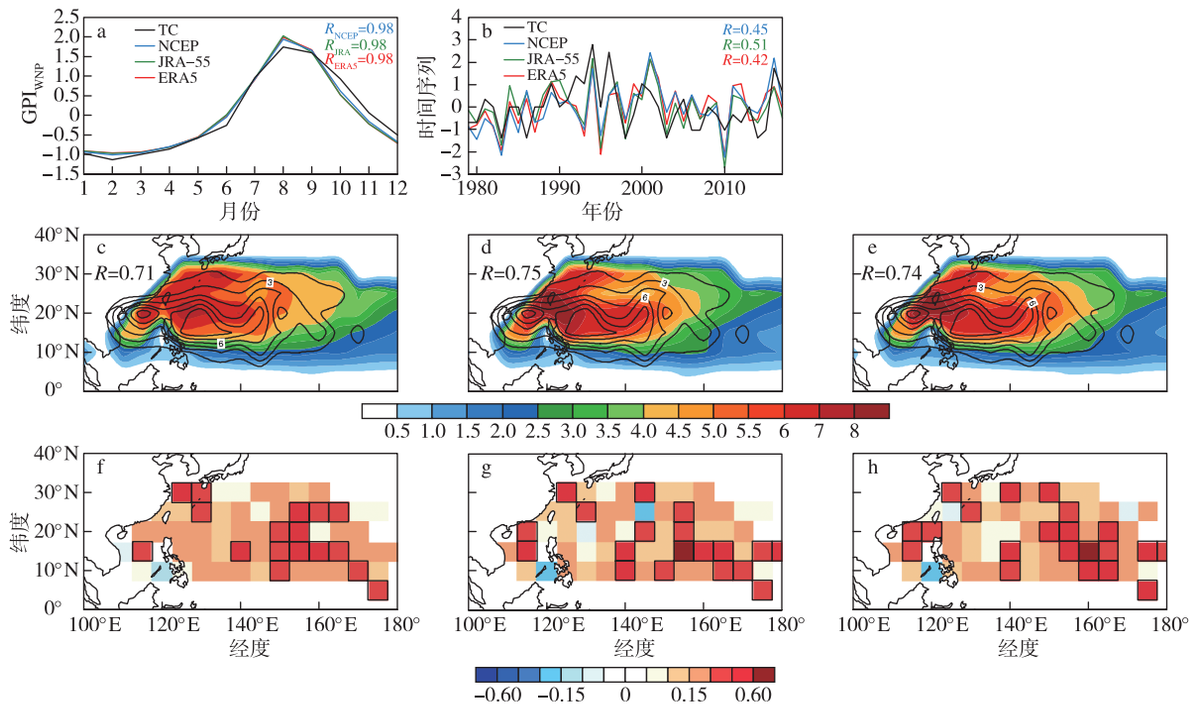

图 10　使用不同数据集 GPI_{WNP} 的模拟结果：基于 NCEP（蓝）、JRA-55（绿）、ERA5（红）的标准化季节循环（a）和标准化时间序列（b）；基于 NCEP（c、f），JRA-55（d、g），ERA5（e、h）的空间分布（c—e）和时间相关系数的空间分布（f—h）

Fig.10　（a）The annual cycle and（b）normalized interannual variations of TCGF and GPI_{WNP} based on NCEP（blue），JRA-55（green），and ERA5（red）. The climatological distribution of GPI_{WNP} is based on（c）NCEP，（d）JRA-55，and（e）ERA5.The distribution of correlation coefficients between TCGF and GPI_{WNP} is based on（f）NCEP，（g）JRA-55，and（h）ERA5.The area framed in black exceeds the 0.05 confidence level

洋和西北太平洋 TCGF 时空特征的表征能力。结果表明，GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{CY} 和 GPI_{TC} 都能较好的重现北大西洋和西北太平洋 TCGF 空间分布和季节循环的特征，其拟合热带气旋生成频数的年际变化时存在较大的区域性差异，GPIs 在北大西洋的拟合效果远远优于西北太平洋。根据评估结果，北大西洋上 GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{CY} 和 GPI_{TC} 与实际观测的 TCGF 之间空间相关系数分别为 0.57、0.51、0.44 和 0.53，时间相关系数分别为 0.63、0.61、0.40 和 0.58，除 GPI_{CY} 在空间上与观测 TCGF 偏差较大，其余各指数均能较好的表现北大西洋热带气旋生成频数的时空特征。与北大西洋形成鲜明对比的是，GPI_{EN}、GPI_{MW}、GPI_{CY} 和 GPI_{TC} 与观测 TCGF 的时间相关系数在西北太平洋仅有 0.02、−0.01、0.24 和 −0.04。除上述 4 个指数外，GPI_{ZW} 和 GPI_{ZZ} 这两个针对西北太平洋构建的指数在表征西北太平洋 TCGF 年际变化方面效果也不尽如人意，与观测数据的相关系数分别为 0.12 和 −0.01。由于使用了相对涡度作为独立因子，GPI_{CY} 模拟西北太平洋 TCGF 年际变化的表现较好的，但时间相关系数也仅有 0.24，并没有通过 0.05 信度的显著性检验。最近，Wang and Murakami（2020）使用动力因子提出了 GPI_{WM}，在模拟西北太平洋全年 TCGF 的年际变化时效果较好，但重现 7—9 月 TCGF 年际变化的能力也有限，与观测 TCGF 的时间相关系数为 0.25。因此，我们需要对现有 GPIs 进行改进，以期更好的模拟西北太平洋 TCGF 年际变化的特征。

与北大西洋热带气旋生成受热力因子控制（Peng et al.，2012）不同，我们发现在西北太平洋低层相对涡度对 TCGF 年际变化作用更明显，这也与 Fu et al.（2012）的研究结果一致。因此，我们用相对涡度项（$10^5\zeta+1$）代替现有 GPIs 中常用的绝对涡度，并把科氏参数 f 单独作为一项以保证赤道附近没有 TC 生成。此外，移除相对湿度项，利用指数对数变换和逐步回归的方法，构建了针对西北太平洋的新指数 GPI_{WNP}（式（10））。结果显示，GPI_{WNP} 显著提升了对西北太平洋 TCGF 年际变化的拟合能力，时间相关系数达到 0.41。进一步使用 NCEP/NCAR、JRA-55、ERA5 三套再分析数据对改进后的新 GPI_{WNP} 进行交叉评估。结果表明，当使用

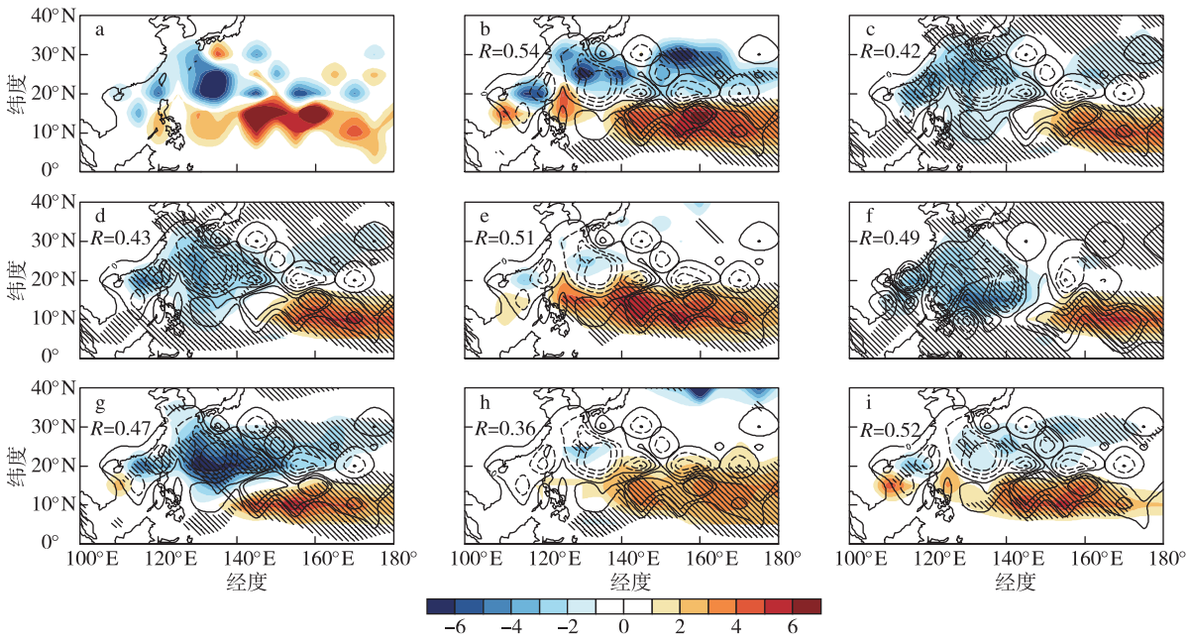

图 11　西北太平洋 TCGF 与各 GPIs 模拟结果在 El Niño 发展年和 La Niña 发展年差值的空间分布(等值线为观测,阴影部分为通过 0.05 信度的显著性检验):(a)观测;(b)GPI_{WNP};(c)GPI_{EN};(d)GPI_{MW};(e)GPI_{CY};(f)GPI_{TC};(g)GPI_{ZW};(h)GPI_{ZZ};(i)GPI_{WM}

Fig.11　The spatial distribution of the difference in (a) TCGF, (b) GPI_{WNP}, (c) GPI_{EN}, (d) GPI_{MW}, (e) GPI_{CY}, (f) GPI_{TC}, (g) GPI_{ZW}, (h) GPI_{ZZ}, and (i) GPI_{WM} between El Niño and La Niña developing years. The contours in (b) to (i) are as shown in (a). The gray shading exceeds the 0.05 confidence level

NCEP/NCAR 或 JRA-55 数据计算 GPI_{WNP} 时,甚至可以更好地再现西北太平洋 TCGF 的年际变化特征。在 ENSO 尺度上 GPI_{WNP} 模拟西北太平洋东南部 TCGF 的表现也优于现有 GPIs。

总的来说,改进后的新 GPI_{WNP} 不仅对西北太平洋 TCGF 的空间分布和季节循环有较好的模拟能力,并且可以再现其年际变化特征,与本文评估的现有 GPIs 相比,这是一个相当大的提高。

参考文献(References)

Berrisford P, Kållberg P, Kobayashi S, et al., 2011. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 137(659): 1381-1399. doi: 10.1002/qj.864.

Bister M, Emanuel K A, 1998. Dissipative heating and hurricane intensity[J]. Meteor Atmos Phys, 65(3): 233-240. doi: 10.1007/BF01030791.

Bruyère C L, Holland G J, Towler E, 2012. Investigating the use of a genesis potential index for tropical cyclones in the North Atlantic Basin[J]. J Climate, 25(24): 8611-8626.

Camargo S J, Emanuel K A, Sobel A H, 2007. Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis[J]. J Climate, 20(19): 4819-4834. doi: 10.1175/jcli4282.1.

Caron L P, Jones C G, 2008. Analysing present, past and future tropical cyclone activity as inferred from an ensemble of Coupled Global Climate Models[J]. Tellus A, 60(1): 80-96. doi: 10.1111/j.1600-0870.2007.00291.x.

Chan J C L, 2005. Interannual and interdecadal variations of tropical cyclone activity over the western North Pacific[J]. Meteor Atmos Phys, 89(1/2/3/4): 143-152. doi: 10.1007/s00703-005-0126-y.

Chauvin F, Royer J F, 2010. Role of the SST anomaly structures in response of cyclogenesis to global warming[M]//Hurricanes and climate change. Dordrecht: Springer: 39-56.

陈联寿,丁一汇,1979.西太平洋台风概论[M].北京:科学出版社:64-145.　Chen L S, Ding Y H, 1979. Introduction to typhoons in the western Pacific[M]. Beijing: Science Press: 64-145. (in Chinese).

Emanuel K, 1987. The dependence of hurricane intensity on climate[J]. Nature, 326(6112): 483-485. doi: 10.1038/326483a0.

Emanuel K,2008.The hurricane-climate connection[J].Bull Amer Meteor Soc,89(5):ES10-ES20.doi:10.1175/bams-89-5-emanuel.

Emanuel K,Nolan D,2004.Tropical cyclone activity and the global climate system[C]//26th conference on hurricanes and tropical meteorology.Miami:Amer Meteor Soc.

Fu B,Peng M,Li T,et al.,2012.Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation.part II:western North Pacific[J].Mon Wea Rev,140:1067-1080.doi:10.1175/2011MWR3618.1.

Goldenberg S B,Shapiro L J,1996.Physical mechanisms for the association of El Niño and West African rainfall with Atlantic major hurricane activity[J].J Climate,9(6):1169-1187.doi:10.1175/1520-0442(1996)009<1169:pmftao>2.0.co;2.

Good S A,Martin M J,Rayner N A,2013.EN4:quality controlled ocean temperature and salinity profiles and monthly objective analyses with uncertainty estimates[J].J Geophys Res,118(12):6704-6716.doi:10.1002/2013JC009067.

Gray W M,1968.Global view of the origin of tropical disturbances and storms[J].Mon Wea Rev,96(10):669-700.doi:10.1175/1520-0493(1968)096<0669:gvotoo>2.0.co;2.

Gray W M,1975.Tropical cyclone genesis[J].Dept of Atmos Sci Paper,234:121.

Gray W M,1979.Hurricanes:their formation,structure and likely role in the tropical circulation[M]//Shaw D B.Meteorology over the tropical oceans.Bracknell,Berkshire:Royal Meteorological Society:155-218.

Gray W M,1984.Atlantic seasonal hurricane frequency.part I:El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences[J].Mon Wea Rev,112(9):1649-1668.doi:10.1175/1520-0493(1984)112<1649:ashfpi>2.0.co;2.

Hersbach H,Bell B,Berrisford P,et al.,2020.The ERA5 global reanalysis[J].Quart J Ror Meteor Soc,146(730):1999-2049.doi:10.1002/qj.3803.

霍利微,郭品文,张福颖,2016.夏季热带北大西洋海温异常对西北太平洋热带气旋生成的影响[J].大气科学学报,39(1):55-63. Huo L W,Guo P W,Zhang F Y,2016.Impact of summer tropical Atlantic SST anomaly on western North Pacific tropical cyclone genesis[J].Trans Atmos Sci,39(1):55-63.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20150403002.(in Chinese).

Kalnay E,Kanamitsu M,Kistler R,et al.,1996.The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J].Bull Amer Meteor Soc,77(3):437-471.doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:tnyrp>2.0.co;2.

Kobayashi S,Ota Y,Harada Y,et al.,2015.The JRA-55 reanalysis:general specifications and basic characteristics[J].J Meteor Soc Japan,93(1):5-48.doi:10.2151/jmsj.2015-001.

Menkes C E,Lengaigne M,Marchesiello P,et al.,2012.Comparison of tropical cyclogenesis indices on seasonal to interannual timescales[J].Climate Dyn,38(1):301-321.doi:10.1007/s00382-011-1126-x.

Murakami H,Wang B,2010.Future change of North Atlantic tropical cyclone tracks:projection by a 20-km-mesh global atmospheric model[J].J Climate,23(10):2699-2721.doi:10.1175/2010jcli3338.1.

Peng S M,Fu B,Li T,Stevens D E,2012.Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation.Part I:North Atlantic[J].Mon Wea Rev,140(4):1047-1066.

Rayner N A,Parker D E,Horton E B,et al.,2003.Global analyses of sea surface temperature,sea ice,and night marine air temperature since the late nineteenth century[J].J Geophys Res,108(D14):4407.doi:10.1029/2002jd002670.

Ritchie E A,Holland G J,1999.Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific[J].Mon Wea Rev,127(9):2027-2043.doi:10.1175/1520-0493(1999)127<2027:lspawt>2.0.co;2.

Royer J F,Chauvin F,Timbal B,et al.,1998.A gcm study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones[J].Clim Change,38(3):307-343.doi:10.1023/A:1005386312622.

Royer J F,Chauvin F,2009.Response of tropical cyclogenesis to global warming in an IPCC AR-4 scenario assessed by a modified yearly genesis parameter[M]//Elsner J B,Jagger T H.Hurricanes and climate change.Berlin:Springer:213-234.

Shapiro L J,1987.Month-to-month variability of the Atlantic tropical circulation and its relationship to tropical storm formation[J].Mon Wea Rev,115(11):2598-2614.doi:10.1175/1520-0493(1987)115<2598:mtmvot>2.0.co;2.

Shapiro L J,Goldenberg S B,1998.Atlantic sea surface temperatures and tropical cyclone formation[J].J Climate,11(4):578-590.doi:10.1175/1520-0442(1998)011<0578:asstat>2.0.co;2.

陶丽,李双君,濮梅娟,等,2012.热带大气准双周振荡对西北太平洋地区热带气旋路径的影响[J].大气科学学报,35(4):404-414. Tao L,Li S J,Pu M J,et al.,2012.Impact of QBW on TC's track change over the western North Pacific[J].Trans Atmos Sci,35(4):404-414.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2012.04.007.(in Chinese).

Tippett M K,Camargo S J,Sobel A H,2011.A Poisson regression index for tropical cyclone genesis and the role of large-scale vorticity in genesis[J].J Climate,24(9):2335-2357.

Wang B,Chan J C L,2002.How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific[J].J Climate,15(13):1643-1658.doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1643:hseeat>2.0.co;2.

Wang B,An S I,2005.A method for detecting season-dependent modes of climate variability:S-EOF analysis[J].Geophys Res Lett,32(15):L15710.doi:10.1029/2005GL022709.

Wang B,Murakami H,2020.Dynamic genesis potential index for diagnosing present-day and future global tropical cyclone genesis[J].Environ Res Lett,15:114008.

Watterson I G,Evans J L,Ryan B F,1995.Seasonal and interannual variability of tropical cyclogenesis:diagnostics from large-scale fields[J].J Climate,8(12):3052-3066.doi:10.1175/1520-0442(1995)008<3052:saivot>2.0.co;2.

Wu L G,Wang B,2004.Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks[J].J Climate,17(8):1686-1698.doi:10.1175/1520-0442(2004)017<1686:aiogwo>2.0.co;2.

Wu L G,Wang B,2008.What has changed the proportion of intense hurricanes in the last 30 years?[J].J Climate,21(6):1432-1439.doi:10.1175/2007jcli1715.1.

Wu L G,Wang B,Geng S Q,2005.Growing typhoon influence on East Asia[J].Geophys Res Lett,32(18):L18703.doi:10.1029/2005GL022937.

谢洁宏,余锦华,钱晓蕾,等,2021.东亚高层纬向风季节内振荡与盛夏登陆中国大陆热带气旋频数年际变化的联系[J].大气科学学报,44(4):604-614. Xie J H,Yu J H,Qian X L,et al.,2021.Relationship between Intraseasonal Oscillation of East Asian upper-level zonal wind and interannual variation in the frequency of tropical cyclone landfall over China's mainland in midsummer[J].Trans Atmos Sci,44(4):604-614.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20190412001.(in Chinese).

谢佩妍,陶丽,李俊徽,等,2018.西北太平洋热带气旋在 ENSO 发展和衰减年的路径变化[J].大气科学,42(5):987-999. Xie P Y,Tao L,Li J H,et al.,2018.Variation of tropical cyclone track in the western North Pacific during ENSO developing and decaying years[J].Chin J Atmos Sci,42(5):987-999.doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1708.17118.(in Chinese).

Yeh S W,Kang S K,Kirtman B P,et al.,2010.Decadal change in relationship between western North Pacific tropical cyclone frequency and the tropical Pacific SST[J].Meteor Atmos Phys,106(3):179-189.doi:10.1007/s00703-010-0057-0.

游立军,高建芸,魏澎,等,2019.影响 2018 年盛夏热带气旋群发的多尺度环流特征[J].大气科学学报,42(5):725-736. You L J,Gao J Y,Wei P,et al.,2019.Multiscale circulation characteristics affecting the multiple tropical cyclogenesis in midsummer of 2018[J].Trans Atmos Sci,42(5):725-736.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20190701001.(in Chinese).

Yu J Y,Hsiao L P,Chiu P G,2018.Evaluating the Emanuel-Nolan genesis potential index:contrast between North Atlantic and western North Pacific[J].Terr Atmos Ocean Sci,29(2):201-214.doi:10.3319/tao.2017.09.27.01.

Zhang M,Zhou L,Chen D K,et al.,2016.A genesis potential index for Western North Pacific tropical cyclones by using oceanic parameters[J].J Geophys Res,121(9):7176-7191.doi:10.1002/2016JC011851.

Zhang Y,Wang H J,Sun J Q,et al.,2010.Changes in the tropical cyclone genesis potential index over the western North Pacific in the SRES A2 scenario[J].Adv Atmos Sci,27(6):1246-1258.doi:10.1007/s00376-010-9096-1.

Zhao H K,Wu L G,Zhou W C,2010.Assessing the influence of the ENSO on tropical cyclone prevailing tracks in the western North Pacific[J].Adv Atmos Sci,27(6):1361-1371.doi:10.1007/s00376-010-9161-9.

Zhao H K,Wu L G,Zhou W C,2011.Interannual changes of tropical cyclone intensity in the western North Pacific[J].J Meteor Soc Japan,89(3):243-253.doi:10.2151/jmsj.2011-305.

赵军平,吴立广,赵海坤,2012.西北太平洋热带气旋潜在生成指数的改进[J].气象科学,32(6):591-599. Zhao J P,Wu L G,Zhao H K,2012.Improvement of tropical cyclone genesis potential index in the western North Pacific Basin[J].J Meteor Sci,32(6):591-599.doi:10.3969/2012jms.0110.(in Chinese).

周伟灿,沈海波,赵海坤,2015.热带季节内振荡对西北太平洋台风生成的大尺度环境的影响[J].大气科学学报,38(6):731-741. Zhou W C,Shen H B,Zhao H K,2015.Effect of tropical intraseasonal oscillation on large-scale enviornment of typhoon genesis over the northwestern Pacific[J].Trans Atmos Sci,38(6):731-741.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20141103001.(in Chinese).

周伟灿,张小雨,赵海坤,等,2022.西北太平洋热带气旋频数异常与五类主要大尺度环流型的关系[J].大气科学学报,45(1):30-39. Zhou W C,Zhang X Y,Zhao H K,et al.,2022.Relationship between the anomalous frequency of tropical cyclone genesis over the western North Pacific and five major large-scale circulation patterns[J].Trans Atmos Sci,45(1):30-39.doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20200323012.(in Chinese).

· ARTICLE ·

A comparison of tropical cyclone Genesis Potential Indices（GPIs）and a modified version for the western North Pacific

CHEN Chun[1,2], TAO Li[1,3]

[1] *School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *China*;

[2] *Hainan Meteorological Information Center, Haikou* 570100, *China*;

[3] *Key Laboratory of Meteorological Disaster (NUIST), Ministry of Education, Nanjing* 210044, *China*

Abstract This study evaluates the performance of several existing tropical cyclone（TC）genesis potential indices（GPIs）in reproducing the observed TC genesis frequency（TCGF）in the North Atlantic and western North Pacific（WNP）from 1979 to 2017. The results demonstrate that the existing GPIs can reasonably replicate the climatological distribution, annual cycle, and interannual variability of TCGF in the North Atlantic. However, they fail to reproduce the interannual variability of TCGF in the WNP. To address this limitation, a modified GPI is developed for the WNP, utilizing best-track TC data and ERA-Interim reanalysis data spanning 1979—2017. The modified GPI incorporates earth vorticity（the Coriolis parameter）and relative vorticity separately instead of absolute vorticity and excludes relative humidity, which is commonly used in existing GPIs. Compared with the existing GPIs, the modified GPI can reproduce not only the climatological distribution and annual cycle but also the interannual variability of TCGF in the WNP, particularly in the southeastern region. Additionally, the modified GPI is evaluated using NCEP/NCAR, JRA-55, and ERA5 reanalysis datasets, demonstrating consistent and improved performance in reproducing the interannual variability of TCGF, especially when employing JRA-55 or NCEP/NCAR reanalysis datasets.

Keywords tropical cyclone; genesis potential index; interannual variability; western North Pacific

doi: 10. 13878/j.cnki.dqkxxb.20210130001

（责任编辑：张福颖）